

## 2 ► Volcanismo

Grosse, Pablo<sup>1</sup>; Silvina R. Guzmán<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> CONICET e Instituto de Mineralogía y Petrografía, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (T4000JFE) San Miguel de Tucumán, Argentina; pgrosse@lillo.org.ar.

<sup>2</sup> IBIGEO, UNSa, CONICET, 9 de Julio 14, (4405) Rosario de Lerma, Salta, Argentina.

<sup>3</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC, Sole i Sabaris s/n, 08028, Barcelona, España.

► **Resumen** — La Puna es una región volcánica activa que forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes. Contiene tres tipos principales de volcanes: (1) Estratovolcanes: edificios generados por la acumulación de productos volcánicos durante un período de tiempo prolongado. Presentan variada morfología desde conos simples a macizos complejos. Sus productos, mayormente de composición andesítica y dacítica, consisten en coladas de lava, domos de lava y en menor medida depósitos piroclásticos. (2) Calderas de colapso: depresiones generadas por grandes erupciones asociadas al vaciamiento de cámaras magmáticas. Producen extensos depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas) de composiciones mayormente dacíticas y riolíticas. (3) Conos de escoria y coladas de lava asociadas: producidos por volcanismo monogenético, de corta duración y escaso volumen; de composiciones mayormente andesitas basálticas. El volcanismo en la Puna tiene registros a partir de ~26 Ma, cobrando intensidad desde los ~15 Ma hasta el presente. Entre los ~15-8 Ma se construyeron numerosos estratovolcanes y calderas, principalmente a lo largo de lineamientos transversales NO-SE y en el borde oriental de la Puna. Entre los ~8-3 Ma el arco volcánico principal se estableció en su posición actual sobre el borde occidental de la Puna, con el desarrollo de estratovolcanes, mientras que calderas y centros máficos se generaron en el retroarco. La construcción de estratovolcanes sobre el arco principal continuó durante el Cuaternario y persiste en la actualidad. En el interior de la Puna la actividad cuaternaria se limitó a la Puna austral, con el desarrollo de centros máficos y tres calderas.

**Palabras clave:** Puna argentina, estratovolcanes, calderas de colapso, conos de escoria, distribución espacio-temporal del volcanismo.

► **Abstract** — "Vocanism". The Puna is an active volcanic region that is part of the Central Volcanic Zone of the Andes. Three main types of volcanoes are found in the Puna: stratovolcanoes, collapse calderas and scoria cones. Stratovolcanoes consist in edifices generated by the accumulation of volcanic products during a long period of time. They have varied morphologies ranging from simple cones to complex massifs. Their products, mostly of andesitic and dacitic composition, are lava flows, lava domes and less commonly pyroclastic deposits. Collapse calderas are depressions generated by large eruptions associated to the evacuation of shallow magma chambers. They produce extensive pyroclastic flows (ignimbrites) mostly of dacitic and rhyolitic compositions. Scoria cones and associated lava flows, mainly of basaltic andesite compositions, are produced by monogenetic volcanism of short duration and small volume. Volcanism in the Puna has records since ~26 Ma, and it intensified from ~15 Ma to the present. Between ~15 and 8 Ma many stratovolcanoes and calderas developed, mainly along transverse NW-SE lineaments and on the eastern Puna boundary. Between ~8 and 3 Ma the main volcanic arc was established at its present position along the western Puna boundary, with development of stratovolcanoes, whereas calderas and mafic monogenetic centers were generated in the back-arc. Construction of stratovolcanoes along the main arc continued during the Quaternary and persists today. In the inner Puna, Quaternary activity was limited to the southern Puna, with development of mafic monogenetic centers and three calderas.

**Keywords:** Argentinean Puna, stratovolcanoes, collapse calderas, scoria cones, spatio-temporal distribution of volcanism.

## INTRODUCCIÓN

La subducción de la placa de Nazca por debajo del borde occidental de la placa Sudamericana resulta en cuatro zonas de volcanismo a lo largo de los Andes (Figura 1A). La

Zona Volcánica Central (ZVC) se ubica entre las latitudes 15° y 28°S y abarca un *plateau* elevado, con una altura de base promedio de 3.500 msnm, limitado al este y oeste por las cordilleras Oriental y Occidental, respec-



**Figura 1.** A) Mapa de Sudamérica con las zonas volcánicas de los Andes; B) mapa de la Zona Volcánica Central de los Andes con localización del Altiplano-Puna. En ambos mapas los triángulos marcan los volcanes considerados activos o potencialmente activos (Siebert *et al.*, 2010).

tivamente (Figura 1B). Este *plateau* se denomina Altiplano en Bolivia y Perú, y Puna en Argentina y Chile (Figura 1B).

El Altiplano-Puna, construido sobre una corteza continental engrosada de hasta 70 km de espesor, muestra volcanismo continuo desde ~26 Ma hasta la actualidad. El volcanismo más reciente se concentra a lo largo del borde oeste del *plateau*, sobre la Cordillera Occidental, formando un arco volcánico activo (Figura 1B). Al sur de 24,5°S, este arco discurre aproximadamente en coincidencia con el límite entre Argentina y Chile, mientras que hacia el norte se ubica exclusivamente en territorio chileno y luego sobre el límite entre Chile y Bolivia (Figura 1B).

Los depósitos volcánicos de la Puna se encuentran sobre un basamento ígneo-metamórfico neoproterozoico-paleozoico inferior, como así también sobre secuencias sedimentarias mayormente continentales neopaleozoicas, mesozoicas y terciarias (Figura 2; ver Hongn *et al.*, en este volumen). Los depósitos sedimentarios terciarios tienen una amplia distribución en la Puna, rellenando cuencas intermontanas y en ocasiones intercalados con depósitos volcánicos; estas cuencas suelen contener depósitos evaporíticos que forman extensos salares (Figura 2).

La Puna se puede dividir en Puna norte, donde el basamento más antiguo es Ordovícico, y Puna sur, con basamento mayormente neoproterozoico-paleozoico inferior (ver Hongn *et al.*, este volumen). La zona de transición entre ambas a los ~24°S (Puna central o transicional) coincide con un lineamiento transversal NO-SE denominado Calama-Olacapato-El Toro (Figura 2A).

#### TIPOS DE VOLCANES Y SUS PRODUCTOS

El volcanismo en la Puna es abundante, cubriendo buena parte de su extensión. Los depósitos volcánicos son los productos de tres tipos principales de volcanes: estratovolcanes, calderas de colapso y volcanes monogenéticos (mayormente conos de escoria). Cada uno de estos tipos de volcanes presenta características particulares en cuanto a sus

morfologías, productos y composiciones. En las Tablas 1 y 2 se listan respectivamente estratovolcanes destacados y las calderas reconocidas de la Puna argentina.

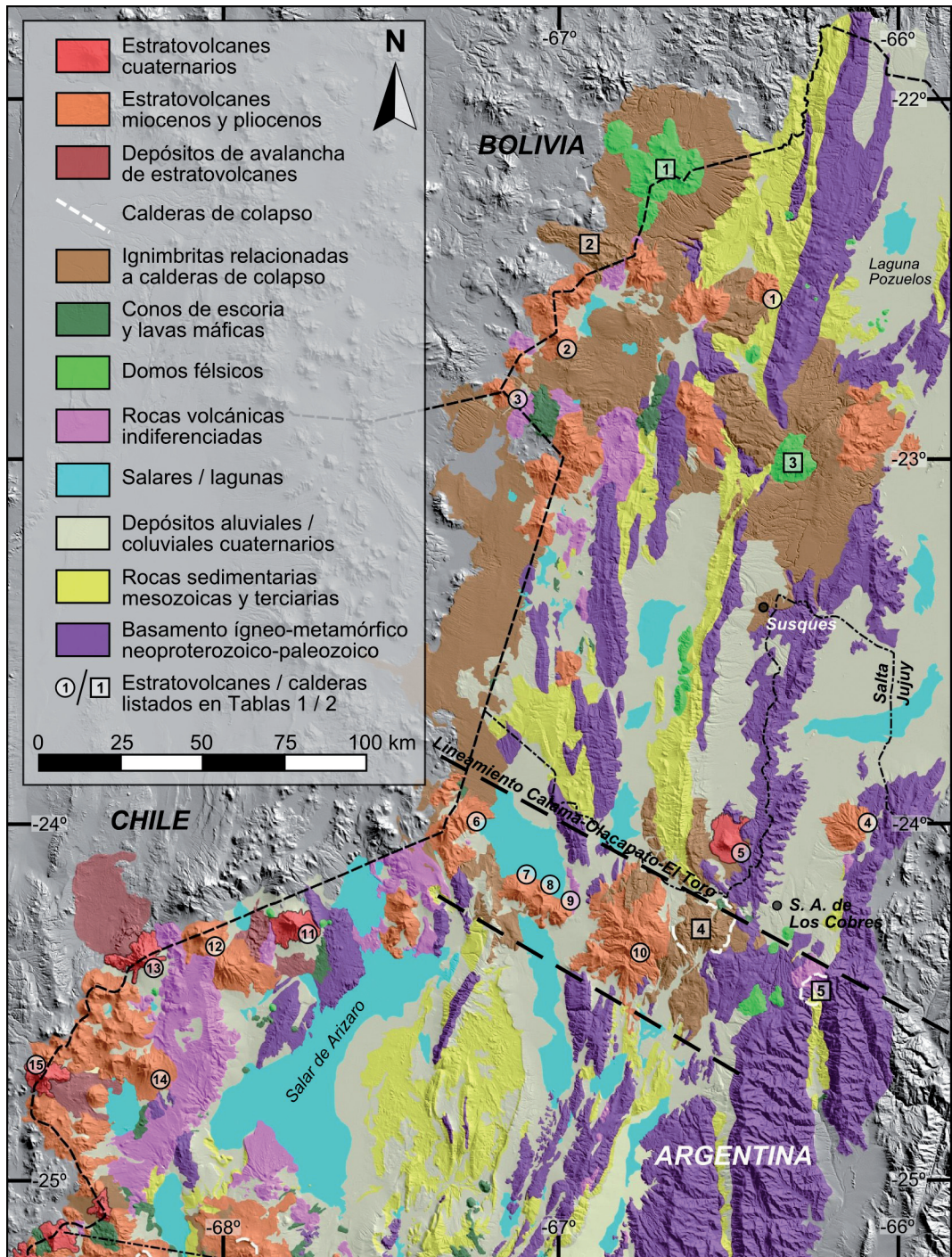
Los productos volcánicos muestran una amplia variedad composicional (Figura 3) incluyendo composiciones máficas (pobres en sílice; basaltos, andesitas basálticas), intermedias (contenido en sílice intermedio; andesitas) y félsicas (ricas en sílice; dacitas y riolitas). La composición de los magmas condiciona en buena medida la magnitud y el tipo de erupciones, los depósitos generados y los edificios volcánicos resultantes. De esta manera, se puede hacer una generalización, en donde (1) los conos de escoria son el resultado de erupciones de baja explosividad y de composiciones basálticas a andesíticas; (2) los estratovolcanes se asocian a erupciones de explosividad intermedia, con productos de composición andesítica y dacítica, y (3) las calderas se generan a partir de erupciones muy explosivas, con composiciones principalmente dacíticas a riolíticas (Figura 3).

#### ESTRATOVOLCANES

Los estratovolcanes o volcanes poligenéticos son el tipo de estructura volcánica más abundante en la Puna. Consisten en edificios con relieve positivo producidos por la acumulación de productos volcánicos emitidos a partir de uno o más focos y durante un período de tiempo prolongado (por ende son poligenéticos, abarcando más de una erupción). La vida de un volcán poligenético puede durar desde decenas de miles hasta cientos de miles de años, pudiendo incluso superar el millón de años. Su evolución generalmente consiste en períodos cortos de actividad intensa separados por períodos prolongados de inactividad. Los edificios resultantes tienen alturas que varían entre unos pocos cientos de metros hasta ~2 km y volúmenes desde ~1 a 500 km<sup>3</sup> (Tabla 1).

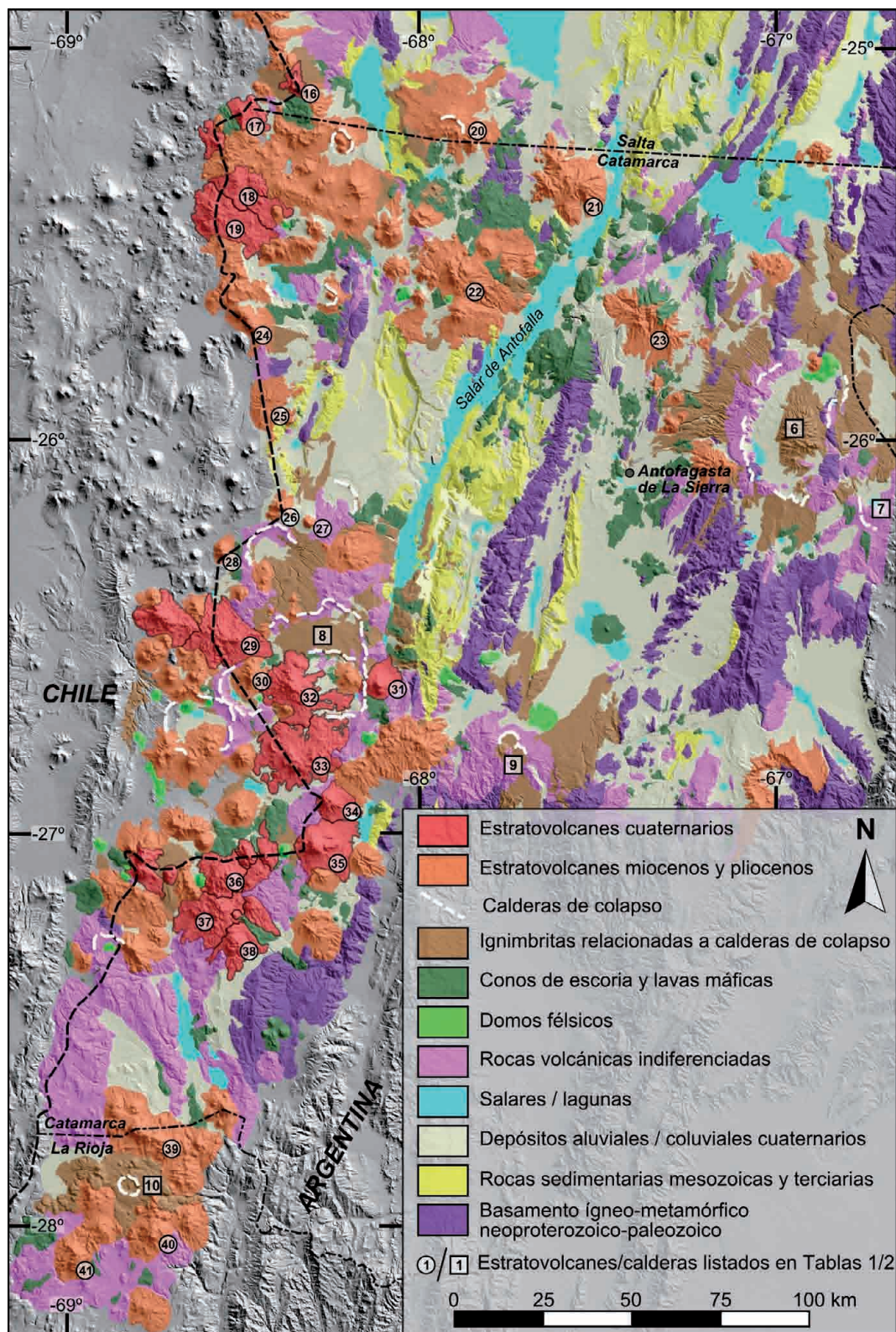
Los estratovolcanes de la Puna presentan una amplia gama de morfologías que van desde típicos conos simétricos a enormes macizos complejos (Figura 4; Tabla 1). Esta

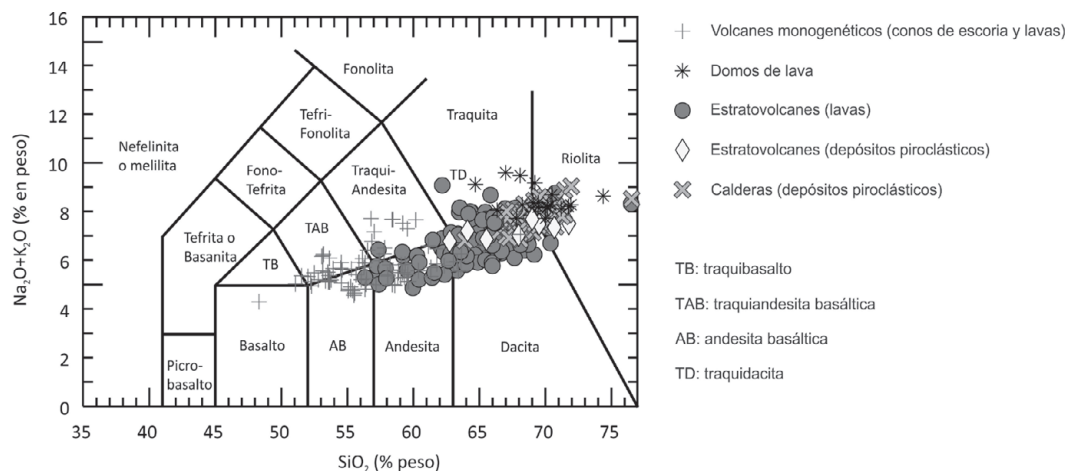




**Figura 2.** Mapas geológicos simplificados de la Puna argentina con énfasis en la ubicación de estratovolcanes, calderas de colapso y volcanismo monogenético. **A)** (esta página) Sector norte y central; **B)** (página siguiente) Sector sur. Los mapas están basados en el mapa de Schnurr *et al.* (2006) y en las hojas geológicas del SEGEMAR que abarcan la región (Blasco *et al.*, 1996; Hongn y Seggiaro, 2001; Zappettini y Blasco, 2001; Coira *et al.*, 2004; Seggiaro *et al.*, 2004, 2006).







**Figura 3.** Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) con ejemplos de las composiciones de los distintos tipos de volcanes de la Puna argentina. Se usaron datos de Coira y Kay (1993), Kraemer *et al.* (1999), Richards y Villeneuve (2001, 2002), Siebel *et al.* (2001), Matteini *et al.* (2002), Guzmán *et al.* (2006, 2011), Richards *et al.* (2006, 2013), Cabrera y Caffè (2009), Drew *et al.* (2009), Kay *et al.* (2010), Folkes *et al.* (2011), Goss *et al.* (2011), Risse *et al.* (2013) y Presta, Caffè (2014) y Grosse *et al.* (inédito).

gran diversidad refleja la compleja interacción de los procesos que actúan durante su construcción, tanto agradacionales (acumulación de productos, migración de actividad) como degradacionales (erosión, colapso). Siguiendo las clasificaciones en de Silva y Francis (1991), Francis (1993) y Grosse *et al.* (2009), se pueden reconocer tres tipos principales de estratovolcanes:

- Conos simples: volcanes con una morfología cónica, simetría radial y un único foco eruptivo principal estable (no migra), lo cual resulta en un único cráter en la cima. Pueden presentar más de un estadio evolutivo (pero siempre manteniendo un centro eruptivo estable) y focos eruptivos o domos secundarios periféricos. Ejemplos son los volcanes Tuzgle, Tul-Tul, Aracar y Peinado (Figura 4A).

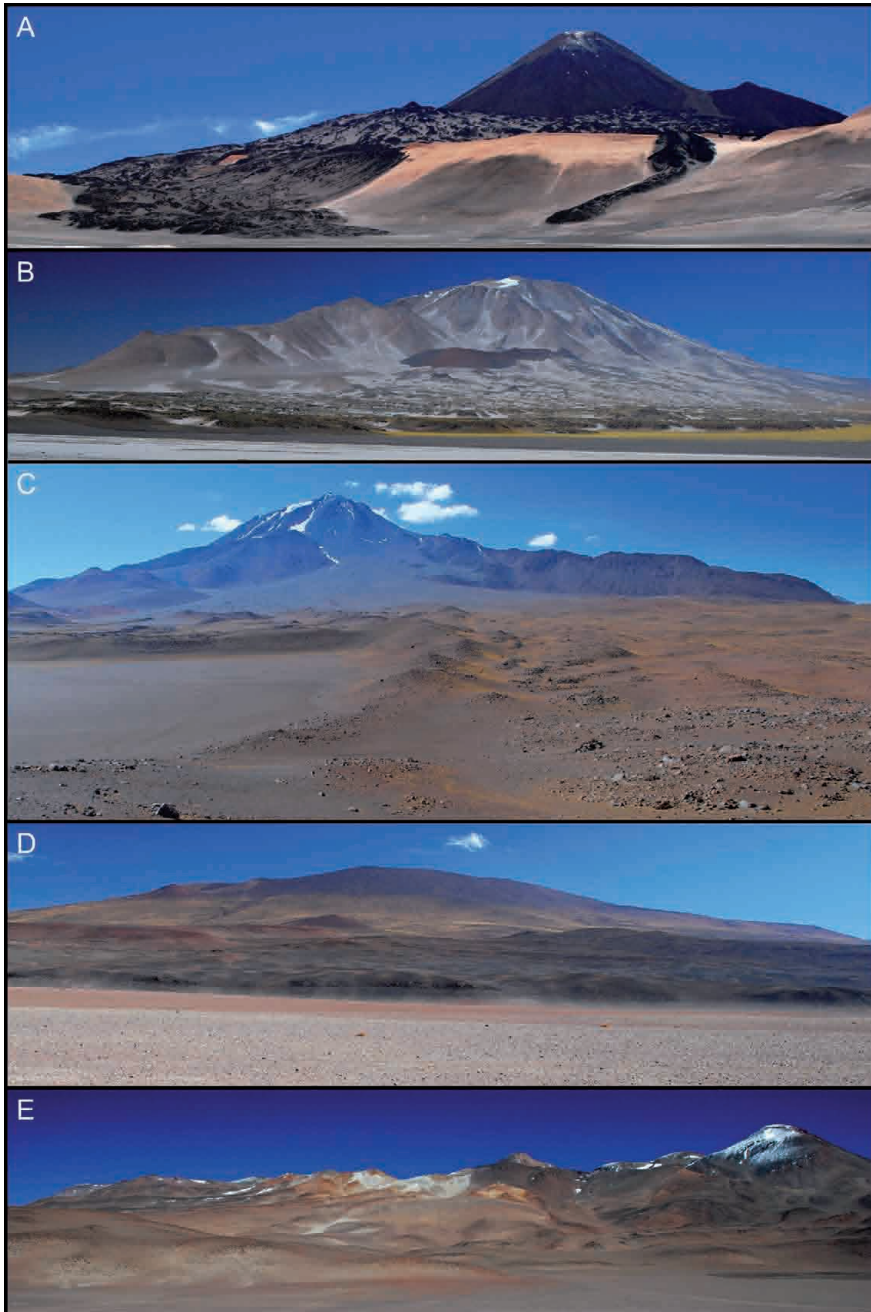
- Conos compuestos o sub-conos: volcanes con una forma cónica a sub-cónica, comúnmente elongados. Presentan más de un foco eruptivo principal debido a una migración de la actividad, evidenciado por la presencia de varios cráteres y/o domos, alineados o con disposición radial sobre los flancos del edificio. Se construyen mediante más de un estadio evolutivo, con un cambio de foco eruptivo en cada estadio pero manteniéndose la

actividad en una misma zona relativamente restringida. Algunos muestran evidencias de colapso. Un subtipo particular son los conos dobles o mellizos. Ejemplos son los volcanes Socompa, Incahuasi (Figura 4B), Llullaillaco (Figura 4C) y Archibarca (Figura 4D).

- Macizos: volcanes sin forma cónica, con muchos focos eruptivos, ya sea orientados formando cordones alargados o sin orientación formando macizos irregulares. Pueden distinguirse macizos compuestos, conformados por un edificio relativamente bien definido y macizos complejos, más extensos, conformados por varios edificios. Ejemplos son los volcanes Lastarria, El Cónдор, Falso Azufre (Figura 4E) y Ojos del Salado.

Los estratovolcanes están sujetos a la erosión, la cual puede alterar las morfologías originales de manera significativa. La erosión produce la degradación de los edificios mediante incisión de valles y transferencia de material hacia abajo, generando una disminución progresiva de las pendientes. Los bordes de los cráteres se erosionan y son rellenados con ese material hasta desaparecer; los materiales de los flancos se redepositan en zonas más distales, dando como resultado edificios de menor altura y más amplios e irregulares; en casos extremos las





**Figura 4.** Fotografías de estratovolcanes de la Puna. A) Peinado: consiste en un perfecto cono simple con varios focos eruptivos alrededor de su base que generaron un enjambre de coladas de lava de andesita basáltica, algunas de las cuales fluyeron dentro de la caldera de Laguna Amarga; B) Incahuasi: es un cono andesítico con un domo dacítico emplazado sobre su flanco oriental; los conos de escoria sobre el flanco NE generaron extensas coladas de lava de andesita basáltica; C) Llullaillaco: es un cono compuesto dacítico que sufrió el colapso de su flanco oriental, generando un depósito de avalancha con característica morfología monticulada o *hummocky*; D) Archibarca: es un cono compuesto del Mioceno superior de relieve suave, truncado por una caldera; E) Falso Azufre: es un macizo complejo andesítico-dacítico con numerosos focos eruptivos alineados.

**Tabla 1.** Lista de estratovolcanes destacados de la Puna argentina. Datos morfométricos tomados de Grosse *et al.* (2009, 2014a, inédito). Núm: Número en Figura 2. J: Jujuy; S: Salta; C: Catamarca; LR: La Rioja.

Núm	Estratovolcán	Tipo	Latitud (°)	Longitud (°)	Elevación (m)	Altura (km)	Diámetro basal (km)	Volumen (km <sup>3</sup> )	Edad
1	Orosmayo (J)	cono compuesto	-22,52	-66,39	4756	0,81	10,2	17	Mioceno sup.
2	Tinte (J)	cono compuesto	-22,66	-67,01	5843	1,11	11,7	27	Plioceno
3	Zapaleri (J)	cono compuesto	-22,82	-67,18	5602	0,96	9,4	17	Plioceno
4	Chimpa (S)	cono compuesto	-24,02	-66,11	4803	0,93	14,3	38	Mioceno med. - sup.
5	Tuzgle (J)	cono simple	-24,06	-66,48	5494	1,04	6,5	9,1	Cuaternario
6	Rincón (S)	cono compuesto doble	-24,04	-67,32	5594	1,10	11,5	40	Mioceno
7	Tul-Tul (S)	cono simple	-24,20	-67,11	5263	1,33	9,0	23	Mioceno sup. - Plioceno
8	Del Medio (S)	cono compuesto	-24,25	-67,04	4832	0,87	8,7	16	Mioceno sup. - Plioceno
9	Pocitos (S)	cono compuesto	-24,26	-66,99	5030	1,11	8,6	19	Mioceno sup. - Plioceno
10	Quevar (S)	macizo complejo	-24,31	-66,73	6123	1,92	32,8	432	Mioceno sup. - Plioceno
11	Aracar (S)	cono simple	-24,29	-67,78	6061	1,86	12,0	50	Cuaternario
12	Salín (S)	cono simple	-24,33	-68,07	6009	1,23	7,1	15	Plioceno
13	Socompa (S)	cono compuesto	-24,40	-68,25	6011	2,12	14,2	81	Cuaternario
14	De La Carpa (S)	cono compuesto	-24,69	-68,23	5471	1,26	9,5	28	Plioceno
15	Llullaillaco (S)	cono compuesto	-24,72	-68,54	6715	1,71	10,6	37	Cuaternario
16	Escorial (S)	macizo compuesto	-25,08	-68,37	5447	0,47	5,7	3,7	Cuaternario
17	Lastarria (C)	macizo compuesto	-25,17	-68,51	5697	0,80	6,9	7,8	Cuaternario
18	Cordón del Azufre (C)	macizo complejo	-25,34	-68,52	5465	0,57	7,3	6,3	Cuaternario
19	Cerro Bayo Gorbéa (C)	macizo complejo	-25,41	-68,59	5400	0,90	12,2	33	Cuaternario
20	Archibarca (S)	cono compuesto	-25,24	-67,87	5582	1,20	21,6	101	Mioceno sup.
21	Tebenquíncho (C)	macizo compuesto	-25,35	-67,65	5789	1,66	21,4	224	Mioceno sup.
22	Antofalla (C)	macizo compuesto	-25,56	-67,88	6426	1,58	19,6	102	Mioceno sup.
23	Beltrán (C)	macizo complejo	-25,66	-67,36	5659	1,30	22,7	145	Mioceno med. - sup.
24	Aguas Blancas (C)	cono compuesto doble	-25,71	-68,48	5758	1,20	9,5	28	Mioceno
25	León Muerto (C)	macizo erodado	-25,94	-68,39	4950	0,62	13,5	24	Mioceno inf.
26	Colorados (C)	macizo compuesto	-26,18	-68,38	6049	0,89	6,7	11	Plioceno
27	Vallecito (C)	cono simple	-26,22	-68,32	6085	0,96	5,4	5,6	Plioceno
28	Tridente (C)	cono compuesto	-26,29	-68,56	5405	1,01	6,6	10	Plioceno
29	Sierra Nevada (C)	macizo complejo	-26,49	-68,56	6140	1,30	19,1	100	Cuaternario
30	Laguna Escondida (C)	cono compuesto	-26,61	-68,48	5877	1,21	9,0	21	Plioceno
31	Peinado (C)	cono simple	-26,62	-68,12	5847	1,58	10,9	20	Cuaternario
32	El Cóndor (C)	macizo compuesto	-26,63	-68,36	6420	1,71	18,5	91	Cuaternario
33	Falso Azufre (C)	macizo complejo	-26,80	-68,36	5897	1,20	22,2	98	Cuaternario
34	San Francisco (C)	cono compuesto	-26,92	-68,26	6031	1,24	10,9	23	Cuaternario
35	Incahuasi (C)	cono compuesto	-27,03	-68,30	6611	1,97	16,2	73	Cuaternario
36	Ojos del Salado (C)	macizo complejo	-27,11	-68,54	6874	1,44	13,7	54	Cuaternario
37	Tipas / Walter Penck (C)	macizo complejo	-27,20	-68,56	6666	1,12	16,4	52	Cuaternario
38	Nacimientos (C)	cono compuesto	-27,28	-68,52	6454	1,25	12,3	36	Cuaternario
39	Pissis (C-LR)	macizo complejo	-27,76	-68,80	6784	1,78	23,6	178	Mioceno sup. - Plioceno
40	Bonete Chico (LR)	cono compuesto	-28,02	-68,76	6721	1,29	9,0	30	Mioceno sup. - Plioceno
41	Veladero (LR)	cono compuesto	-28,07	-68,98	6404	1,44	12,2	40	Mioceno sup. - Plioceno

formas originales pueden resultar de difícil reconocimiento. Sin embargo, en la Puna las tasas de erosión son bajas debido al clima árido registrado desde el Mioceno superior (e.g., Hilley y Strecker, 2005) por lo que las geoformas originales se logran preservar en buena medida. Es así que se pueden observar volcanes de varios millones de años con formas relativamente bien conservadas (e.g., Tebenquíncho, Beltrán).

Los principales productos primarios o agradacionales de los estratovolcanes son coladas de lava, domos de lava y en menor medida depósitos piroclásticos. Productos secundarios o degradacionales se relacionan a colapsos y erosión fluvial y glacial.

– Coladas de lava: son el producto más común, generados a partir de erupciones efusivas. Tienen la morfología de lenguas alargadas que descienden por los flancos de los edificios. Son mayormente de composición andesítica o dacítica (Figura 3). Las coladas andesíticas suelen ser oscuras (Figura 4A) mientras que las dacíticas son más claras y de mayor espesor. Los estratovolcanes suelen mostrar una evolución hacia productos más félsicos, con coladas andesíticas como producto principal y coladas y/o domos dacíticos como producto final (Figura 4B). Las coladas suelen ser del tipo *blocky*, o en bloque, conformados por bloques de varios decímetros hasta escasos metros. Un tipo de



colada particular son las *coulées* (Figura 6E); consisten en coladas muy viscosas, cortas y gruesas que pueden considerarse como domos que han fluido.

– Domos: son montículos de lava que debido a su elevada viscosidad (que depende principalmente de su composición, temperatura y contenido en agua y cristales) se acumulan alrededor de su punto de erupción en vez de fluir. Son comunes sobre los flancos de estratovolcanes (Figura 4B) donde suelen ser productos finales. También suelen encontrarse asociados a calderas de colapso (ver sección 2.2; Figura 5B) o aislados, producto de volcanismo monogenético félsico (ver sección 2.3; Figura 6C, D). Tienen formas circulares a ovaladas en planta y pueden alcanzar desde decenas de metros a pocos kilómetros en su eje mayor. Son casi siempre de composición dacítica o riolítica (Figura 3).

– Depósitos piroclásticos: tres tipos principales de depósitos piroclásticos generados a partir de erupciones explosivas se encuentran asociados a estratovolcanes: (1) depósitos de flujos de bloques y cenizas: son el resultado del colapso gravitacional de un domo. Estas erupciones en general forman explosiones dirigidas, sin el desarrollo de columnas eruptivas; los depósitos de bloques y cenizas resultantes son en general pequeños ( $< 0,01 \text{ km}^3$ ) y de escasos metros de espesor ( $< 100 \text{ m}$ ). Ejemplos de volcanes con depósitos de bloques y cenizas son El Morro, Organullo y Rupasca (Petrinovic *et al.*, 1999); (2) depósitos de flujos piroclásticos: asociados a erupciones importantes, con desarrollo de columnas eruptivas de varios kilómetros de altura. Ocurren cuando la columna eruptiva colapsa drásticamente formando flujos piroclásticos que son transportados por gravedad a altas velocidades (cientos de  $\text{km/h}$ ) y a grandes distancias (decenas de kilómetros). Los depósitos resultantes pueden alcanzar espesores desde decenas hasta cientos de metros. Ejemplos de estratovolcanes que generaron flujos piroclásticos son Tuzgle (Coira y Kay, 1993), Chimpa (Arnasio, 2010) y Rachaite (Coira *et al.*, 2004); (3) depósitos piroclásticos de caída: los materiales emitidos en una colum-

na eruptiva, piroclastos de tamaño lapilli (64 a 2 mm) y ceniza ( $< 2 \text{ mm}$ ), pueden ser transportados por el viento; cuando pierden capacidad de transporte caen por gravedad, formando depósitos de caída. Estos depósitos pueden alcanzar cientos de kilómetros de distancia desde el foco eruptivo. En las proximidades del foco eruptivo se acumulan los bloques más grandes y pesados, los cuales son eyectados definiendo una proyección balística.

– Depósitos de avalancha: ocurren por el colapso catastrófico de un sector del edificio volcánico pudiendo o no estar relacionados a actividad eruptiva. Son particularmente comunes en la ZVC de los Andes (Francis y Wells, 1988) relacionado posiblemente a que la baja tasa de erosión permite que los edificios crezcan desmesuradamente hasta tornarse inestables. Los colapsos pueden ser desde pequeños, como el caso del volcán Lastarria (Naranjo y Francis, 1987) hasta enormes, removiendo una buena parte del edificio. Las avalanchas se caracterizan por recorrer largas distancias, hasta decenas de kilómetros desde la base del volcán. Es común que ocurra actividad agradacional posterior al colapso, reconstruyendo el edificio parcial o totalmente (en este caso no quedan prácticamente huellas del colapso en el edificio, pero sí en el depósito de la avalancha). Dos ejemplos espectaculares en la Puna son las avalanchas de los volcanes Socompa, con movilización de unos  $26 \text{ km}^3$  de material hasta 30 km de distancia hacia el NO (van Wyk de Vries *et al.*, 2001) y Llullaillo, la cual recorrió 25 km hacia el sureste (Richards y Villeneuve, 2001; Figura 4C).

– Depósitos de erosión glaciar e hídrica: la erosión glaciar es de limitada importancia en la Puna (e.g., de Silva y Francis, 1991); genera incisión de valles en U, glaciares de roca y morenas. Un ejemplo de glaciar de roca se encuentra en el Nevado de Acay (Martini *et al.*, 2013). La erosión hídrica produce incisión de valles radiales. El material erosionado se acumula en la base de los edificios generando plataformas de material suelto. Debido al clima árido son poco comunes los procesos erosivos con abundante

agua. Sin embargo, se reconocen depósitos de lahares, los cuales se forman por corrientes fluviales que transportan material suelto predominantemente volcánico.

#### CALDERAS DE COLAPSO

El Altiplano-Puna es conocido a nivel mundial por la concentración de calderas de colapso y los depósitos de flujos piroclásticos que generan (a los que denominaremos genéricamente ignimbritas) (Figura 5). Las calderas de colapso son el resultado de grandes erupciones asociadas al vaciamiento parcial o casi total de cámaras magmáticas que se encuentran a escasos kilómetros por debajo de la superficie. La mayoría de las calderas andinas se generaron por sobrepresurización de las cámaras magmáticas. En el momento en el que la presión dentro de la cámara es mayor que la presión litoestática (*i.e.*, la presión de las rocas que se encuentran por encima de la cámara) se genera la evacuación del magma mediante grandes erupciones y consecuente subsidencia de la superficie. Las rocas que estaban por encima de la cámara en gran parte caen en el espacio dejado por la misma (aquí también se depositarán los piroclastos que no consiguen ser transportados fuera de la depresión), mientras que algunas son transportadas dentro de flujos piroclásticos fuera de la caldera. La mayoría de las calderas andinas generaron columnas eruptivas de escasa altura con emisión de flujos piroclásticos rasantes. Los depósitos ignimbriticos resultantes se pueden encontrar a varias decenas de kilómetros de las calderas, con espesores de cientos de metros (Figura 5D, E) como en el caso de la caldera del cerro Galán (*e.g.*, Sparks *et al.*, 1985). Se caracterizan por estar soldadas, por sus tonalidades claras (blanquecinas a rosadas) y por contener fragmentos de pómez (porciones de magma fragmentado y solidificado con abundantes vesículas) y líticos (de la roca de caja y otros que recogen los flujos en su recorrido) inmersos en una matriz fina de tamaño ceniza. Algunas pocas calderas andinas desarrollaron columnas eruptivas de mayor altura generando depósitos piroclásti-

cos de caída que suelen preceder a los flujos piroclásticos.

El resultado de las erupciones caldéricas es la generación de calderas de colapso que tienen un relieve negativo con perímetros de forma elíptica a circular (Figura 5A-C); en algunos casos ocurren diversos eventos de colapso relacionados a la migración lateral de las cámaras magmáticas (y de los colapsos) que generan calderas anidadas.

Posterior al colapso se pueden generar mediante un rebote isostático domos intracaldera que están formados por las mismas ignimbritas acumuladas en el interior de la depresión. Estos domos resurgentes pueden alcanzar miles de metros por encima de la depresión y ubicarse en zonas centrales (*e.g.*, caldera del cerro Galán; Sparks *et al.*, 1985) o bien en sectores laterales (*e.g.*, caldera de Aguas Calientes; Petrinovic *et al.*, 2010) dentro del área deprimida. Algunas calderas registran una actividad postcaldera representada por domos de lava (Figura 5C) y/o volcanes pequeños que se concentran frecuentemente a lo largo del perímetro del área colapsada.

En todo el Altiplano-Puna se han reconocido unas 20 calderas de colapso y se ha estimado el área cubierta por ignimbritas en 44.000 km<sup>2</sup> (Petrinovic *et al.*, 2010) y un volumen de 11.000 km<sup>3</sup> (Kay *et al.*, 2010). La mayor concentración de calderas e ignimbritas se encuentra entre los 21-24° S en una región conocida como el Complejo Volcánico Altiplano-Puna, donde se interpreta que a partir de los ~10 Ma se produjo una 'llamada de ignimbritas' (de Silva, 1989). Esta región se encuentra mayormente en Bolivia y Chile, pero abarca también el extremo NO de la Puna argentina.

En la Puna argentina se encuentran 10 calderas de colapso confirmadas con ignimbritas asociadas (Tabla 2; Figura 2). Además, existen varias posibles calderas no confirmadas y numerosas ignimbritas sin un centro conocido de erupción que en su mayoría se estima proceden de calderas no reconocidas aún, erosionadas o cubiertas. En la Puna norte se encuentran tres calderas que for-



**Tabla 2.** Lista de las calderas de colapso confirmadas de la Puna argentina y sus principales características. Referencias: 1. Ort *et al.* (1996); 2. Ort (1993); 3. Soler *et al.* (2007); 4. Seggiaro *et al.* (2014); 5. Petrinovic *et al.* (2010); 6. Riller *et al.* (2001); 7. Petrinovic *et al.* (2005b); 8. Sparks *et al.* (1985); 9. Folkes *et al.* (2011); 10. Guzmán y Petrinovic (2010); 11. Guzmán *et al.*, 2011; 12. Mpodozis *et al.* (1996); 13. Siebel *et al.* (2001); 14. Seggiaro *et al.* (2006); 15. Montero López *et al.* (2010); 16. Báez *et al.* (2015); 17. Goss *et al.* (2009); 18. Goss *et al.* (2011). Núm: Número en Figura 2. J: Jujuy; S: Salta; C: Catamarca; LR: La Rioja. max: máximo; min: mínimo; avg: promedio.

Núm	Caldera (provincia)	Latitud (°)	Longitud (°)	Diámetro mayor (km)	Diámetro menor (km)	Ignimbritas asociadas	Edad (Ma)	Volumen (km <sup>3</sup> )	Superficie (km <sup>2</sup> )	Espesor extracaldera (m)	Composición	Distancia alcanzada por ignimbritas (km)	Referencias
1	Panizos (J)	-22,17	-66,67	15	15	Quebrada Ciénago Cerro Panizos	7,9 6,7 a 6,8	-- 650	1200 --	60 (max) 150 (max)	riodacita dacita	-- 20	1, 2 2
2	Vilama (J)	-22,40	-66,95	35-40	15-18	Vilama	8,4 a 8,5	1000-1400	4000	40 (avg) 110 + 60 (max)	dacita	40	3
3	Coranzuli (J)	-23,00	-66,25	14	14	Abra Grande; Potreritos; Las Termas	6,45 a 6,8	400	1900	310 (max)	riodacita; dacita	35	4
4	Aguas Calientes (S)	-24,25	-66,50	19	14	Verde Tajamar	17,15 10,3	140 350	650 2265	80 (min) 130 (avg)	dacita dacita	20 30	5
5	Negra Muerta (S)	-24,42	-66,20	12	7	Acay Toba 1	9 a 7,6 7,6	-- --	250 120	100 (max) 50 (max)	andesita; dacita riolita	6 10	6, 7
6	Cerro Galán (C)	-25,98	-66,92	27	16	Cerro Galán	2,1 a 2,2	547-1000	2150	200 (max)	riodacita	71	8, 9
7	Luingo (C)	-26,17	-66,67	19	13	Pucallilla Alto de Las Lagunas	12,1 13,5	135 2	1300 --	220 (max), 33 (avg) 80 (max)	dacita dacita	35 5	10, 11
8	Laguna Amarga (C)	-26,62	-68,28	20	18	Laguna Amarga Laguna Verde	3,7 a 5,1 3 a 4,5	-- >70	611 86	-- 35 (max)	riolita riodacita	30 35	12, 13, 14 12
9	Cerro Blanco (C)	-26,77	-67,72	13	10	Campo de la Piedra Pómez Cerro Blanco	0,56 a 0,073 0,012 a 0,004	8 9	250 528	60 (avg) 200 (avg)	riolita riolita	30 32	15, 16
10	Incapillo (LR)	-27,88	-68,83	6	5	Incapillo	0,5	20	80	250 (max) 10 (min)	riodacita	15	17, 18

man parte del Complejo Volcánico Altiplano-Puna: Coranzulí, Panizos y Vilama (las últimas dos sobre el límite con Bolivia). En la Puna central se encuentran dos calderas: Aguas Calientes y Negra Muerta. En la Puna sur se reconocen cinco calderas: cerro Galán (Figura 5E), Luingo, cerro Blanco (Figura 5A), Laguna Amarga (Figura 4A, 5B) e Incapillo (Figura 5C, D). Además, en esta región existen otras posibles calderas como ser Alto Los Colorados, Los Bayos y Laguna Escondida (*e.g.*, Seggiaro *et al.*, 2006).

#### VOLCANISMO MONOGENÉTICO

El volcanismo monogenético es común en la ZVC de los Andes y en particular en el retroarco (en el interior de la Puna). Genera edificios volcánicos pequeños (volúmenes  $< 1 \text{ km}^3$ ) producto de uno o pocos pulsos eruptivos ocurridos en un tiempo acotado. Este tipo de volcanismo es mayormente máfico (Figura 6A, B) y menos comúnmente félsico (Figura 6C-E).

Los centros monogenéticos máficos consisten en uno o más conos de escoria (o raramente conos de aglutinados) y coladas de lava asociadas (Figura 6A, B). Comúnmente se encuentran alineados sobre fallas profundas que permitieron el ascenso de magmas desde el manto. Pueden intruir diversos tipos de rocas y a veces se encuentran sobre los flancos de estratovolcanes (Figura 4B). La composición de estos centros es mayormente andesita basáltica y andesita (Figura 3); muy pocos clasifican como verdaderos basaltos debido a la asimilación de roca de caja por parte de estos magmas al atravesar la corteza engrosada de la Puna.

Los conos de escoria suelen ser conos simples, con diámetros entre 0,3 y 2 km y alturas entre 40 y 300 m, con un cráter completo o abierto (en herradura). En ocasiones se encuentran conos múltiples, alargados y con varios cráteres solapados. Los conos están compuestos por escoria (pómez de composición máfica), bombas (fragmentos de roca volcánica densa y fusiforme  $> 64 \text{ mm}$ ) y ceniza (partículas  $< 2 \text{ mm}$ ), materiales producidos por erupciones de tipo es-

tromboliana (erupciones de baja a moderada energía que producen columnas eruptivas  $< 10 \text{ km}$  de altura). Al pie de los conos se encuentran una o más coladas de lava, mayormente de tipo *blocky* o *aa* (con superficies rugosas).

Los centros monogenéticos félsicos son poco comunes en la Puna. Consisten en domos de lava (Figura 6C, D) de composición dacítica o riolítica (Figura 3) de similares características a los que se encuentran asociados a estratovolcanes o calderas.

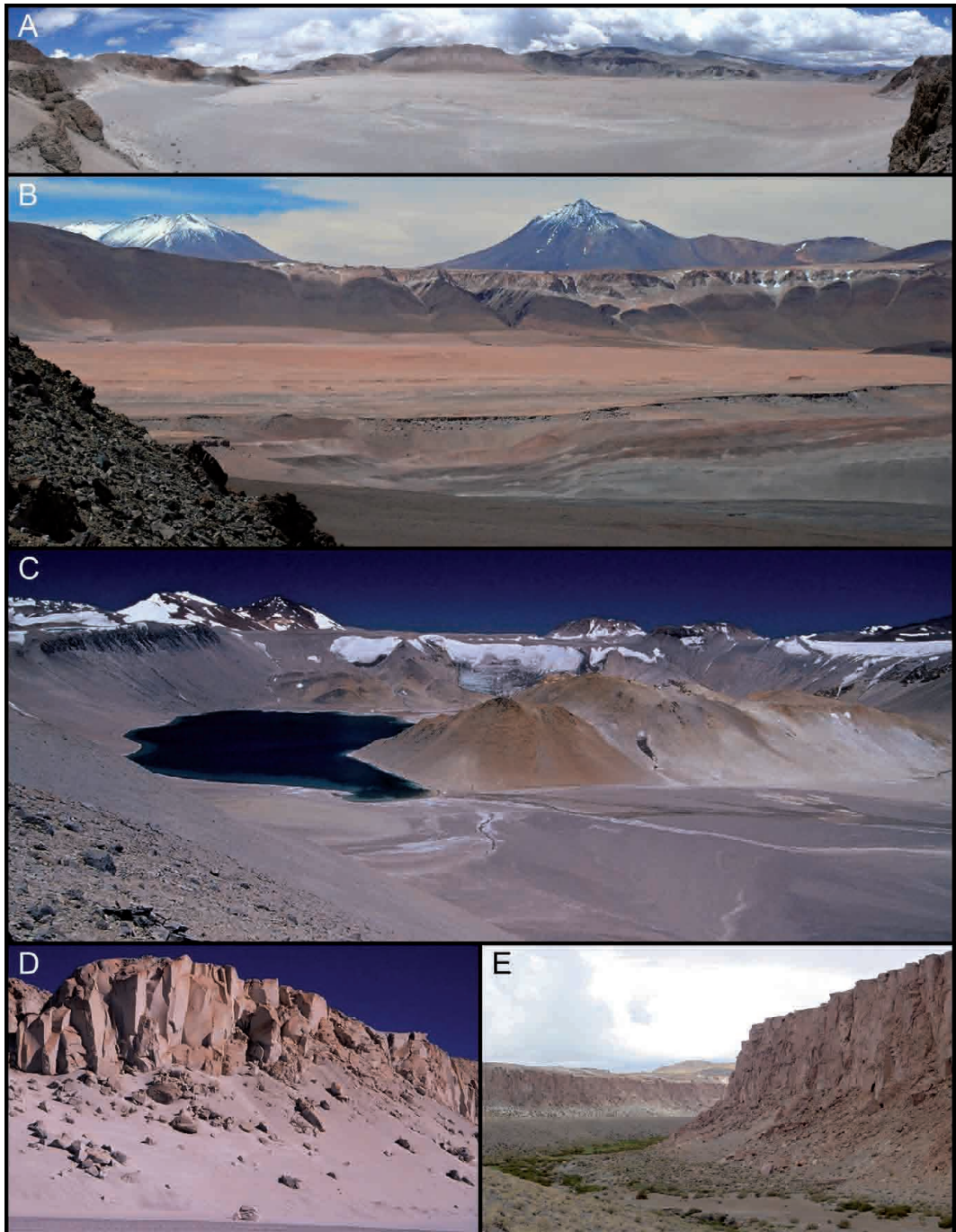
También se reconocen unos pocos centros monogenéticos relacionados a la interacción del agua con el magma (erupciones hidromagmáticas) o bien al calentamiento del agua por el magma sin interacción directa (erupciones freáticas). En estos casos se generan maares y anillos de tobas. Algunos ejemplos se encuentran en Tocomar (Petrinovic *et al.*, 2005a) y Pasto Ventura (Filipovich *et al.*, 2014).

#### DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DEL VOLCANISMO EN LA PUNA

El volcanismo en la ZVC registra migraciones y/o propagaciones perpendiculares al arco a través del tiempo y se distribuye en forma segmentada a lo largo del arco y a lo largo de lineamientos transversales NO-SE. A continuación se presenta una breve síntesis de la distribución espacio-temporal del volcanismo en la Puna argentina. Compilaciones más extensas se pueden encontrar en Coira *et al.* (1993), Trumbull *et al.* (2006), Kay y Coira (2009), Kay *et al.* (2010) y Guzmán *et al.* (2014).

Se encuentran registros de volcanismo en la Puna desde el Oligoceno superior ( $\sim 26 \text{ Ma}$ ). Sin embargo, durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior ( $\sim 26\text{-}18 \text{ Ma}$ ) la actividad volcánica se concentró al oeste del arco actual, en Chile, por lo que en la Puna argentina existen escasos registros de volcanismo de esta edad. Los mismos consisten mayormente en depósitos volcánicos-sedimentarios, en donde no se reconocen restos de edificios volcánicos, como por ejemplo los complejos Quebrada del Agua, al oeste del





**Figura 5.** Fotografías de calderas de colapso e ignimbritas de la Puna. A) La caldera de Cerro Blanco es la caldera más joven de la Puna; B) pared norte de la enorme caldera Laguna Amarga, la cual generó la extensa ignimbrita de igual nombre; en el horizonte se encuentran los volcanes Colorados y Vallecito; C) la pequeña caldera Incapillo contiene un domo postcaldera en su interior; D) afloramiento de la ignimbrita Incapillo; E) la ignimbrita Cerro Galán fue generada por la mayor caldera de la Puna Sur.

salar de Arizaro (Zappettini y Blasco, 2001) y Pirurayo, al este de la laguna Pozuelos (Caffe *et al.*, 2002). El complejo volcánico Cori, al sur del salar de Arizaro (Zappettini y Blasco, 2001) y el cerro León Muerto, sobre el límite con Chile (Trumbull *et al.*, 1999) consisten en remanentes de edificios volcánicos de ~20 Ma. A fines del Mioceno inferior (~18-16 Ma), en la Puna norte se emplazaron pequeños domos e ignimbritas (Caffe *et al.*, 2002). En la zona central de la Puna, a los 17 Ma comenzó el primer ciclo eruptivo de la caldera Aguas Calientes (Petrinovic *et al.*, 2010).

Durante el Mioceno medio a superior (~15-8 Ma) el arco volcánico principal persistía al oeste del arco actual aunque hubo una importante expansión del volcanismo hacia el interior de la Puna con formación de numerosos estratovolcanes y calderas de colapso. La mayor concentración de estratovolcanes de este periodo se encuentra en la Puna sur a lo largo del lineamiento Antofalla en donde se desarrollaron varios grandes edificios, entre ellos Antofalla, Tebenquicho, Beltrán y Archibarca (e.g., Kraemer *et al.*, 1999; Richards *et al.*, 2006). Sobre el lineamiento Calama-Olacapato-El Toro, la actividad principal se registró algo más tarde, a partir del Mioceno superior y hasta el Plioceno (~10-5 Ma), con el desarrollo de los estratovolcanes Rincón, Tul-Tul, del Medio, Pocitos y Quevar (Petrinovic *et al.*, 1999; Matteini *et al.*, 2002), como así también el segundo ciclo de la caldera Aguas Calientes (Petrinovic *et al.*, 2010) y la caldera Negra Muerta (Petrinovic *et al.*, 2005b). Durante este tiempo también fue importante la actividad sobre el borde oriental de la Puna con la formación del Complejo Volcánico Vicuña Pampa (e.g., Guzmán *et al.*, 2017), la caldera Luingo (Guzmán y Petrinovic, 2010) y los domos El Morro, Organullo y Rupasca (Petrinovic *et al.*, 1999).

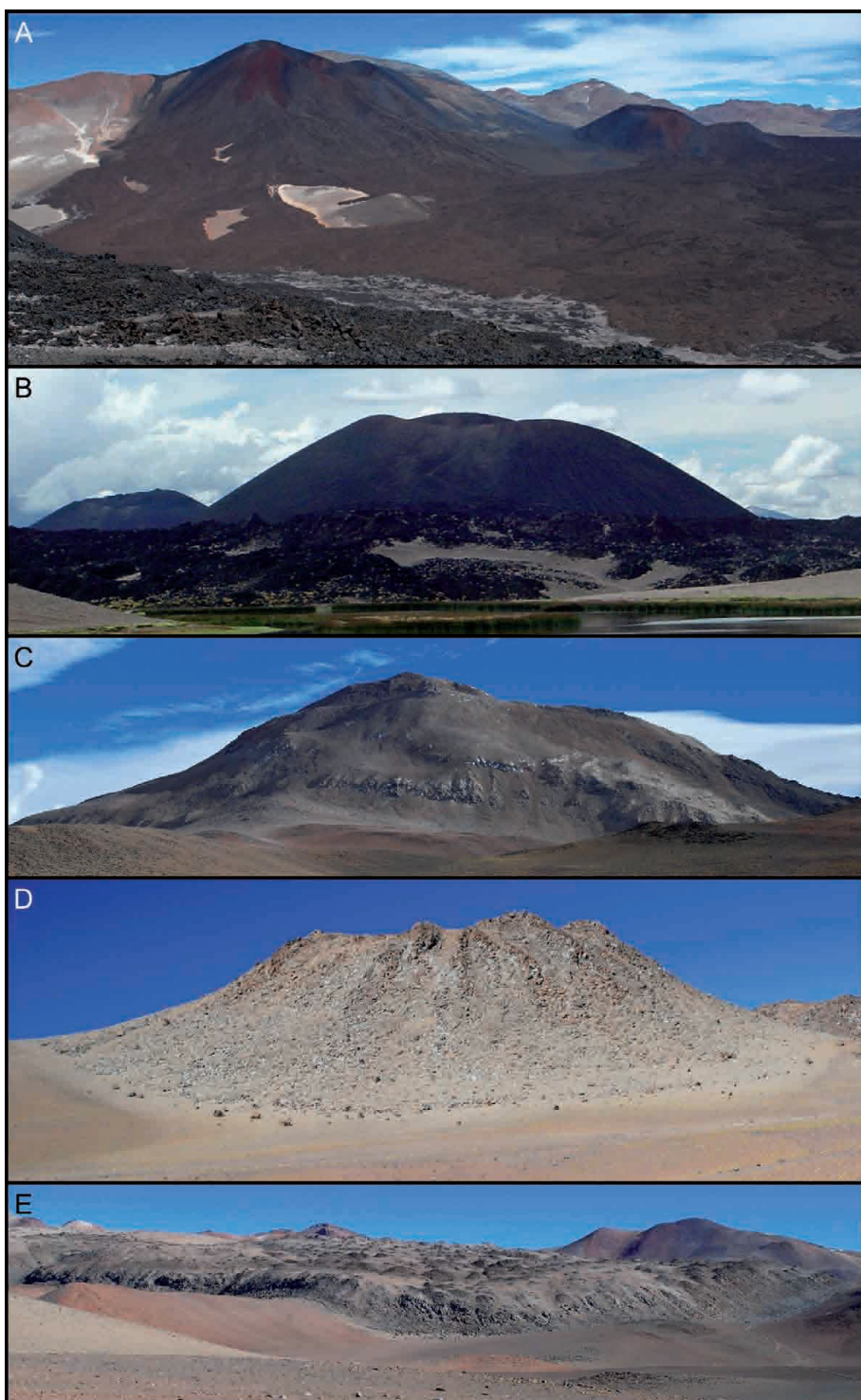
En la Puna norte, los registros del Mioceno medio son escasos, limitados al estratovolcán Chimpa (Arnosio, 2010) y a pequeños complejos de domos (Caffe *et al.*, 2002). En cambio, durante el Mioceno superior hay un importante aumento de actividad con el de-

sarrollo de estratovolcanes (e.g., Rachaite, Orosmayo; Coira *et al.*, 2004), complejos de domos (e.g., Pairique; Caffe *et al.*, 2007) y principalmente tres calderas de colapso que produjeron enormes volúmenes de ignimbritas: Panizos (e.g., Ort, 1993), Vilama (e.g., Soler *et al.*, 2007) y Coranzulí (e.g., Seggiaro *et al.*, 2014).

Hacia finales del Mioceno y durante el Plioceno (~8-3 Ma) el arco volcánico principal migró hacia el este (e.g., Goss *et al.*, 2013) y se estableció en su posición actual sobre el borde occidental de la Puna. Numerosos estratovolcanes se desarrollaron sobre el arco principal, al oeste del salar de Arizaro (e.g., cerros Salín y de la Carpa; Zappettini y Blasco, 2001), en la región de la laguna Pedernal (Richards *et al.*, 2013), en la zona del paso San Francisco (e.g., cordillera de San Buenaventura, Vallecito, Tridente; Seggiaro *et al.*, 2006) y en el extremo sur de la Puna (e.g., Pissis, Bonete Chico, Veladero; Goss *et al.*, 2013). En la Puna norte también hubo desarrollo de estratovolcanes en las zonas limítrofes con Chile y Bolivia (e.g., Poquis, Zapaleri, Tinte; Coira *et al.*, 2004). Además, durante el Plioceno se formaron dos grandes calderas: Laguna Amarga (e.g., Siebel *et al.*, 2001; Seggiaro *et al.*, 2006) en la Puna sur y La Pacana (Lindsay *et al.*, 2001) en la Puna norte (en territorio chileno). Durante este tiempo también hubo una destacada producción de volcanismo monogenético máfico, tanto en la Puna norte (e.g., cerro Morado, cerro Bitiche, cerros Negros de Jama, El Toro; Cabrera y Caffe, 2009; Presta y Caffe, 2014; Maro y Caffe, 2017) como también en la Puna sur (mayormente en la región del salar de Antofalla; e.g., Risse *et al.*, 2008).

El volcanismo cuaternario (< 2,58 Ma) es abundante sobre todo en el margen occidental de la Puna, a lo largo del arco volcánico, con el desarrollo de estratovolcanes. La distribución de los mismos es segmentada. En territorio argentino, la región de mayor concentración de estratovolcanes cuaternarios es la zona del paso San Francisco, a los ~27°S, destacándose los volcanes Sierra Nevada, El Cóndor, Peinado, Falso Azufre, Incahuasi y Ojos del Salado (e.g., González-Ferrán *et*





**Figura 6.** Fotografías de volcanismo monogenético máfico y félsico en la Puna. A) Conos de escoria y sus coladas de andesitas basálticas al sur del volcán Peinado; B) cono de escoria al sur de Antofagasta de la Sierra; C) domo dacítico Cerro Torta; D) pequeño domo dacítico al este del volcán Falso Azufre; E) *coulée* dacítica del volcán Falso Azufre.

*al.*, 1985; Seggiaro *et al.*, 2006; Grosse *et al.*, 2014b). Un segundo grupo de volcanes cuaternarios se ubica a los  $\sim 25^\circ\text{S}$ , donde se encuentran los volcanes Escorial, Lastarria, Cordón del Azufre y cerro Bayo Gorbea (*e.g.*, Naranjo, 1992; Richards y Villeneuve, 2002). Al norte de este grupo se encuentran los volcanes cuaternarios Llullaillaco (Richards y Villeneuve, 2001), Socompa (*e.g.*, van Wyk de Vries *et al.*, 2001) y Aracar (Koukharsky y Etcheverría, 1997) en territorio argentino; más al norte, el arco volcánico continúa enteramente en Chile.

Además de la actividad sobre el arco, durante el Cuaternario se generaron abundantes centros monogenéticos máficos en el retroarco de la Puna sur, especialmente en la zona de Antofagasta de la Sierra (*e.g.*, Risse *et al.*, 2008; Báez *et al.*, 2017); también en la zona de Pasto Ventura (*e.g.*, Filipovich *et al.*, 2014), sobre el borde oriental de la Puna (*e.g.*, Guzmán *et al.*, 2006) y en la zona de transición entre la Puna sur y norte (*e.g.*, Deruelle, 1991). En esta última zona se desarrolló el volcán Tuzgle, único estratovolcán cuaternario ubicado en el retroarco (Coira y Kay, 1993). En la Puna sur se registró además una actividad explosiva muy importante representada por tres calderas con generación de ignimbritas y domos asociados: cerro Galán (*e.g.*, Sparks *et al.*, 1985; Folkes *et al.*, 2011), cerro Blanco (*e.g.*, Seggiaro *et al.*, 2006; Montero López *et al.*, 2010; Báez *et al.*, 2015) e Incapillo (*e.g.*, Goss *et al.*, 2009). En cambio, no se registra actividad volcánica cuaternaria en la Puna norte.

#### PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICO

El impacto que tienen las erupciones volcánicas se puede medir en relación a su peligrosidad y al riesgo volcánico. La peligrosidad es la probabilidad de que una erupción volcánica ocurra en una dada área geográfica en un tiempo determinado. Por otro lado, el riesgo es la magnitud de las pérdidas generadas por una erupción y depende de la peligrosidad del volcán, de la vulne-

rabilidad y de la exposición. Como la Puna es una zona que tiene muy escasa densidad poblacional es evidente que la peligrosidad volcánica es mucho más importante que el riesgo volcánico.

Siebert *et al.* (2010) listan 37 volcanes activos o potencialmente activos en el sector sur de la ZVC, entre las latitudes  $22^\circ$  y  $28^\circ\text{S}$  (Figura 1B); 19 de estos se encuentran total o parcialmente en la Puna argentina (Tabla 1; Figura 2). Sin embargo, la mayoría de estos no registra actividad histórica, siendo el volcán Láscar (en territorio chileno) el único volcán regularmente activo. En la Puna argentina, el volcán Llullaillaco registra tres posibles erupciones en el siglo XIX, mientras que los volcanes Aracar y Ojos del Salado registran pequeñas erupciones no confirmadas en 1993. Por su parte, se reconoce actividad fumarólica persistente en los volcanes Ojos del Salado, Lastarria y Socompa. Además, estudios recientes de interferometría radar han detectado dos centros volcánicos con deformación superficial: la zona del volcán Lastarria y el Cordón del Azufre registra levantamiento a un ritmo de unos 2,5 cm/año, relacionado con el crecimiento de una cámara magmática (*e.g.*, Froger *et al.*, 2007), mientras que la caldera de cerro Blanco registra subsidencia (*e.g.*, Pritchard y Simons, 2004), posiblemente relacionada con el reacomodamiento del terreno luego de la última erupción  $\sim 5000$  años AP (*e.g.*, Montero López *et al.*, 2010).

El riesgo volcánico en la Puna es de poca relevancia y en los últimos siglos ha consistido únicamente en la caída de escasos milímetros de ceniza en zonas pobladas, como por ejemplo los producidos por el volcán Láscar. Sin embargo, estudios arqueológicos-volcánicos muestran que la actividad volcánica de la caldera de cerro Blanco tuvo impacto en la dinámica fluvial y consecuentemente en las fuentes de agua para las actividades humanas, lo que podría haber condicionado la ocupación de las poblaciones aborígenes en las zonas de los valles de Chaschuil y Fiambalá durante los 8000-4100 años AP (Ratto *et al.*, 2013).

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los proyectos del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP 286) y de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica (PICT 2012-0419; PICT 2011-0407).

## LITERATURA CITADA

- Arnosio M. 2010. Evidencia textural y geoquímica de mezcla de magmas en el volcán Chimpa, Puna Salteña. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66: 253-270.
- Báez W., Arnosio M., Chiodi A., Yañez-Ortiz A., Viramonte J., Bustos E., Guido G., López, F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31: 29-49.
- Báez W., Carrasco-Núñez G., Giordano G., Viramonte J., Chiodi A. 2017. Polycyclic scoria cones of the Antofagasta de la Sierra basin, Southern Puna plateau, Argentina. En: K. Németh, G. Carrasco-Núñez, J. Aranda-Gómez, I. Smith (Eds.), *Monogenetic volcanism*. The Geological Society of London, Special Publications 446, pp. 311-336.
- Blasco G., Zappettini E., Hongn F. 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Salta y Jujuy (Escala 1:250,000). Servicio Geológico Minero de Argentina, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 217, 126 pp.
- Cabrera, A., Caffè P. 2009. The cerro Morado andesites: Volcanic history and eruptive styles of a mafic volcanic field from northern Puna, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 113-131.
- Caffè P., Trumbull R., Coira B., Romer R. 2002. Petrogenesis of early Neogene magmatism in the northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean plateau. *Journal of Petrology*, 43: 907-942.
- Caffè P., Soler M., Coira B., Cabrera A., Flores P. 2007. Estratigrafía y centros eruptivos de la región de Pairique, Puna jujeña. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 242-246.
- Coira B., Kay S. 1993. Implications of Quaternary volcanism at cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 40-58.
- Coira B., Kay S., Viramonte J. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna – a model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, 35: 677-720.
- Coira B., Caffè P., Ramírez A., Chayle W., Díaz A., Rosas S., Pérez A., Pérez E., Orosco O., Martínez M. 2004. Hoja Geológica 2366-I Mina Pirquitas (Escala 1:250.000). Servicio Geológico Minero de Argentina, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 269, 110 pp.
- Deruelle B. 1991. Petrology of Quaternary shoshonitic lavas of northwestern Argentina. En: R. Harmon, C. Rapela (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper 265, pp. 201-217.
- de Silva S. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology*, 17: 1102-1106.
- de Silva S., Francis P. 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag, Berlin, 216 pp.
- Drew S., Ducea M., Schoenbohm L. 2009. Mafic volcanism on the Puna plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere*, 1: 305-318.
- Filipovich R., Báez W., Santillán A., Viramonte J. 2014. Caracterización del volcanismo monogénico básico de la región de Pasto Ventura, Puna Austral. XIX Congreso Geológico Argentino. Actas: S24-1-06, Córdoba.
- Folkes C., de Silva S., Wright H., Cas R. 2011. Geochemical homogeneity of a long-lived, large silicic system; evidence from the cerro Galán caldera, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 73: 1455-1486.
- Francis P. 1993. *Volcanoes: A planetary perspective*. Oxford University Press, Oxford, 443 pp.
- Francis P., Wells G. 1988. Landsat Thematic Mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 50: 258-278.
- Froger J., Remy D., Bonvalot S., Legrand D. 2007. Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, Central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data. *Earth and Planetary Science Letters*, 255: 148-163.
- González-Ferrán O., Baker P., Rex, D. 1985. Tectonic-volcanic discontinuity at latitude



- 27° South Andean Range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics*, 112: 423-441.
- Goss A., Kay S., Mpodozis C., Singer B. 2009. The Incapillo caldera and dome complex (~28°S, Central Andes): a stranded magma chamber over a dying arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184: 389-404.
- Goss A., Kay S., Mpodozis C. 2011. The geochemistry of a dying continental arc: the Incapillo Caldera and Dome Complex of the southernmost Central Andean Volcanic Zone (28°S). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161: 101-128.
- Goss A., Kay S., Mpodozis C. 2013. Andean adakites from the northern edge of the Chilean-Pampean flat-slab (27–28.5°S) associated with frontal arc migration and forearc subduction erosion. *Journal of Petrology*, 54: 2193-2234.
- Grosse P., van Wyk de Vries B., Petrinovic I., Euillades P., Alvarado G. 2009. Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology*, 37: 651-654.
- Grosse P., Euillades P., Euillades L., van Wyk de Vries B. 2014a. A global database of composite volcano morphometry. *Bulletin of Volcanology*, 76:784.
- Grosse P., Orihashi Y., Guzmán S., Petrinovic I. 2014b. Volcanismo cuaternario en la zona del Paso San Francisco, Catamarca. XIX Congreso Geológico Argentino. Actas: S24-2-6, Córdoba.
- Guzmán S., Petrinovic I. 2010. The Luingo caldera: The south-eastern most collapse caldera in the Altiplano-Puna plateau, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194: 174-188.
- Guzmán S., Petrinovic I., Brod J. 2006. Pleistocene mafic volcanoes and their relation with the boundary between the Puna and the Cordillera Oriental, Salta, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 51-69.
- Guzmán S., Petrinovic I., Brod J., Hongn F., Seggiaro R., Montero C., Carniel R., Dantas E., Sudo M. 2011. Petrology of the Luingo caldera (SE margin of the Puna plateau): a middle Miocene window of the arc-back arc configuration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200: 171-191.
- Guzmán S., Grosse P., Montero-López C., Hongn F., Pilger R., Petrinovic I., Seggiaro R., Aramayo A. 2014. Spatial-temporal distribution of explosive volcanism in the 25-28°S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics*, 636: 170-189.
- Guzmán, S., Strecker, M. R., Martí, J., Petrinovic, I. A., Schildgen, T. F., Grosse, P., Montero-López, C., Neri, M., Carniel, R., Hongn, F., Muruaga, C., Sudo, M. 2017. Construction and degradation of a broad volcanic massif: The Vicuña Pampa volcanic complex, southern Central Andes, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 129: 750-766.
- Hilley G., Strecker M. 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 887-901.
- Hongn F., Seggiaro R. 2001. Hoja Geológica 2566-III-Cachi. Provincias de Salta y Catamarca (Escala 1:250,000). Servicio Geológico Minero de Argentina, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 248, 87 pp.
- Hongn F., Montero-López C., Guzmán S., Aramayo A. 2018. Geología. En: H. R. Grau, M. J. Babot, A. Izquierdo, A. Grau (Eds.), *La Puna argentina: naturaleza y cultura. Serie Conservación de la Naturaleza*, 24: 13-29.
- Kay S., Coira B. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithosphere loss, magmatism and crustal flow under the central Andean Altiplano-Puna plateau. En: Kay, S., Ramos, V. y Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau and ridge and terrane collisions*. Geological Society of America Memoir, 204, pp. 229-260.
- Kay S., Coira B., Caffè, P., Chen, C. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of Central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198: 81-110.
- Koukharsky M., Etcheverría, M. 1997. Geología del volcán Aracar, sur de los Andes Centrales (24°19'00" S, 67°49'20" O), Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno. Actas 2: 1324-1328, Antofagasta.
- Kraemer B., Adelman D., Alten M., Schnurr W., Erpenstein K., Kiefer E., van den Bogaard P., Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau, the Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 157-182.

- Le Maitre R., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M., Sabine P., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A., Zanettin B. 1989. A Classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lindsay J., de Silva S., Trumbull R., Emmermann R., Wemmer K. 2001. La Pacana caldera, N Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106: 145-173.
- Maro G., Caffè P. 2017. Neogene monogenetic volcanism from the Northern Puna region: products and eruptive styles. En: Németh, K., Carrasco-Núñez, G., Aranda-Gómez, J., Smith, I. (Eds), *Monogenetic Volcanism*. The Geological Society of London, Special Publications, 446: 337-359.
- Martini M. A. Strelin, J., Astini R. 2013. Inventario y caracterización morfoclimática de los glaciares de roca en la Cordillera Oriental argentina (entre 22° y 25° S). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30: 569-581.
- Matteini M. Mazzuoli R., Omarini R., Cas R., Maas R. 2002. The geochemical variations of the upper Cenozoic volcanism along the Calama-Olapato-El Toro transversal fault system in the Central Andes (24°S): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 345: 211-227.
- Montero López M., Hongn F., Brod A., Seggiano R., Marrett R., Sudo M. 2010. Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de cerro Blanco-La Hoyada, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67: 329-348.
- Mpodozis C., Kay S., Gardeweg M., Coira B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27° S): implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. XIII Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 539-548, Buenos Aires.
- Naranjo J. 1992. Chemistry and petrological evolution of the Lastarria volcanic complex in the North Chilean Andes. *Geological Magazine*, 129: 723-740.
- Naranjo J., Francis P. 1987. High velocity debris avalanche at Lastarria volcano in the north Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 49: 509-514.
- Ort M. 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested down-sag collapse caldera: cerro Panizos, central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 221-252.
- Ort M., Coira B., Mazzoni M. 1996. Generation of a crust-mantle magma mixture: magma sources and contamination at cerro Panizos, Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 308-322.
- Petrinovic I., Mitjavilla J., Viramonte J., Martí J., Becchio R., Arnosio M., Colombo F. 1999. Geoquímica y geocronología de las secuencias neógenas de trasarcho, en el extremo oriental de la cadena volcánica transversal del Quevar, noroeste de Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 34: 255-273.
- Petrinovic I., Arnosio M., Alvarado G., Guzmán S. 2005a. Erupciones freáticas sintectónicas en el campo geotérmico de Tocomar, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 122-131.
- Petrinovic I. A., Riller U., Brod J. A. 2005b. The Negra Muerta Volcanic Complex, southern Central Andes: geochemical characteristics and magmatic evolution of an episodically active volcano-tectonic complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140: 295-320.
- Petrinovic I., Martí J., Aguirre-Díaz G., Guzmán S., Geyer, A., Salado Paz N. 2010. The cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194: 15-26.
- Presta J., Caffè P. 2014. Historia eruptiva de los volcanes monogenéticos de El Toro (23° 05'S - 66° 42'O), Puna norte, Argentina. *Andean Geology*, 41: 142-173.
- Pritchard M., Simons M. 2004. An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5: Q02002.
- Ratto N., Montero-López C., Hongn F. 2013. Environmental instability in western Tinogasta (Catamarca) during the Mid-Holocene and its relation to the regional cultural development. *Quaternary International*, 307: 58-65.
- Richards J., Villeneuve, M. 2001. The Llullaillo volcano, northwest Argentina: construction by Pleistocene volcanism and destruction by sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105: 77-105.
- Richards J., Villeneuve M. 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from cerro Llullaillo.

- laco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116: 161-200.
- Richards J., Ullrich, T., Kerrich R. 2006. The Late Miocene-Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: protracted history, diverse petrology, and economic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152: 197-239.
- Richards J., Jourdan F., Creaser R., Maldonado G., DuFrane S. 2013. Geology, geochemistry, geochronology, and economic potential of Neogene volcanic rocks in the Laguna Pedernal and Salar de Aguas Calientes segments of the Archibarca lineament, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 258: 47-73.
- Riller U., Petrinovic I., Ramelow J., Strecker M., Oncken O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 299-311.
- Risse A., Trumbull R., Coira B., Kay S., van den Bogaard P. 2008.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of basaltic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South America Earth Science*, 26: 1-15.
- Risse A., Trumbull R., Kay, S., Coira B. y Romer R. 2013. Multi-stage evolution of Late Neogene mantle-derived magmas from the Central Andes back-arc in the Southern Puna Plateau of Argentina. *Journal of Petrology*, 54: 1-33.
- Schnurr W., Risse A., Trumbull R., Munier K. 2006. Digital geological map of the Southern and Central Puna plateau, NW Argentina. En: O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H-J. Götze, V. Ramos, M. Strecker, P. Wigger. (Eds.), *The Andes – Active Subduction Orogeny*. *Frontiers in Earth Science Series 1*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 563-564.
- Seggiaro R., Becchio, R., Schnurr, W., Adelman, D., Erpenstein, K. 2004. Hoja 2569-IV, Antofalla (Escala 1:250,000). Servicio Geológico Minero de Argentina, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 343, 58 pp.
- Seggiaro R., Hongn F., Folguera A., Clavero J. 2006. Hoja Geológica 2769-II Paso de San Francisco (Escala 1:250.000). Servicio Geológico Minero de Argentina, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 294, 76 pp.
- Seggiaro R., Guzmán, S., Martí J., Montero-López, C., López, E. 2014. Stratigraphy of the Coranzulí caldera. En: R. Rocha, J. Pais, J. Kullberg, S. Finney (Eds.), *Strati 2013: First international congress on stratigraphy*. At the cutting edge of stratigraphy. Springer Geology, Cham, pp. 1269-1273.
- Siebel W., Schnurr W., Hahne K., Kraemer B., Trumbull R., van den Bogaard P., Emmermann R. 2001. Geochemistry and isotope systematic of small to medium-volume Neogene-Quaternary ignimbrites in the southern Central Andes: evidence for derivation from andesitic magma sources. *Chemical Geology*, 171: 213-217.
- Siebert L., Simkin T., Kimberly P. 2010. *Volcanoes of the world*, 3rd edition. University of California Press, Berkeley, 551 pp.
- Soler M., Caffè P., Coira B., Onoe A., Kay S. 2007. Geology of the Vilama caldera: a new interpretation of a large-scale explosive event in the Central Andean plateau during the Upper Miocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164: 27-53.
- Sparks R., Francis P., Hamer R., Pankhurst R., O'Callaghan L., Thorpe R., Page R. 1985. Ignimbrites of the cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 205-224.
- Trumbull R., Wittenbrink R., Hahne K., Emmermann R., Büsch W., Gerstenberger H., Siebel, W. 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25–26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 135-155.
- Trumbull R., Riller U., Oncken O., Scheuber E., Munier K., Hongn F. 2006. The time-space distribution of Cenozoic arc volcanism in the Central Andes: a new data compilation and some tectonic considerations. En: O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, J. Götze, V. Ramos, M. Strecker, P. Wigger. (Eds.), *The Andes – Active Subduction Orogeny*. *Frontiers in Earth Science Series 1*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 29-43.
- van Wyk de Vries B., Self S., Francis P., Keszhelyi L. 2001. A gravitational spreading model for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105: 225-247.
- Zappettini E., Blasco G. 2001. Hoja Geológica 2569-II Socompa, provincia de Salta (Escala 1:250.000). Servicio Geológico Minero de Argentina, SEGEMAR, Buenos Aires, Boletín 260, 62 pp.